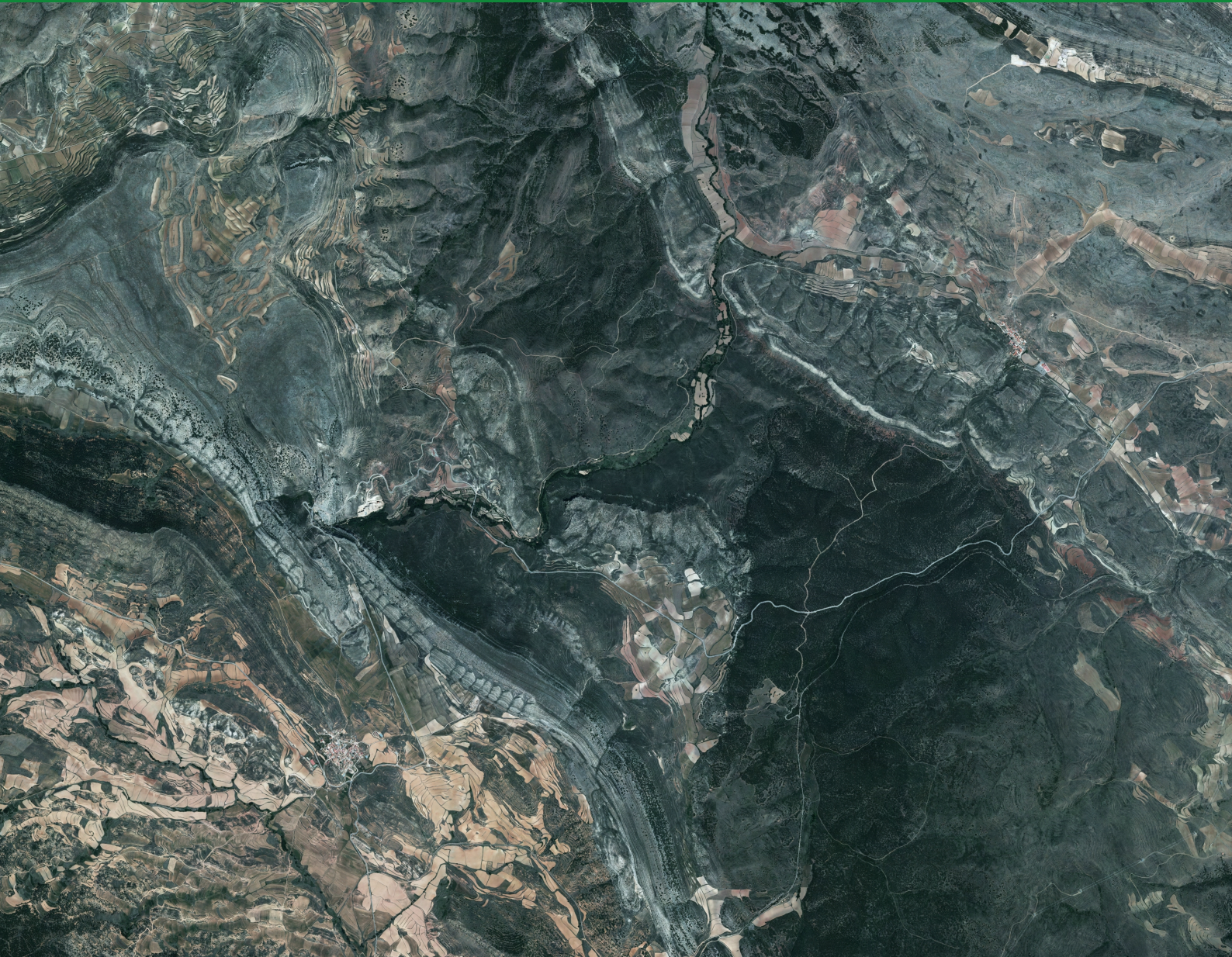


Estudio estructural

del extremo NO del Macizo de Montalbán

(entre Segura de los Baños y Maicas)



Autor: **Jorge Sevil Agualeles**

Directores: **Andrés Gil Imaz y Héctor Millán Garrido**



1542

Universidad
Zaragoza



Facultad de Ciencias
Universidad Zaragoza

Índice:

	Página:
1. Abstract.....	2
2. Planteamiento y objetivos.....	2
3. Metodología.....	3
4. Contexto geográfico y geológico.....	4
5. Estratigrafía.....	6
5.1. Descripción de la serie local.....	6
5.2. Estratigrafía mecánica.....	7
6. Presentación e interpretación de los resultados.....	8
6.1. Estructuras alpinas.....	9
6.1.1. Cabalgamientos superior e inferior de Montalbán y anticlinal de Montalbán.....	9
6.1.2. Cabalgamiento de Maicas.....	10
6.1.3. Anticlinal sinforme del Cerro de los Clavinos.....	11
6.1.4. Interferencia de plegamiento alpino.....	13
6.2. Estructuras hercínicas.....	13
6.3. El efecto de la deformación alpina en el zócalo.....	16
7. Discusión.....	17
8. Evolución tectónica alpina del Macizo de Montalbán: modelo cinemático propuesto.....	20
9. Conclusiones.....	23
10. Bibliografía.....	23

Fotografía en portada: ortofotografía aérea de la zona de estudio tomada por el Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA).

1. Abstract

The Montalbán Massif is located at the south-eastern region of the Aragonian Branch of the Iberian Range and has been affected by the Hercynian and Alpine orogenies. This study performs a structural analysis of the northwesternmost zone of the Massif to determine the structural evolution of the area focusing on the geometry and kinematic of the Montalbán anticline. Bibliographic research, fieldwork, mapping and cross-section balancing techniques were used to collect data about the geologic structure and its origin. The author concludes that the Montalbán Massif is characterized by the presence of a large NW-SE-trending, west-verging, Alpine, fault-propagation fold (i.e. the Montalbán anticline) whose detachment level lies in the Silurian shales of the Bádenas Formation. During the Alpine orogeny the tightening of the structure promoted the generation of a reverse shortcut-fault (i.e. Upper Montalbán Thrust) and a basement duplex which lifted the whole structure up. The maximum Alpine shortening within the Paleozoic strata of the Bádenas Fm. is around 5 kilometres. The Montalbán anticline limbs show two large alpine secondary structures: the Maicas thrust and the Cerro de los Clavinos synformal anticline, located in the NE limb and the SW limb respectively, which are coherent with the prevailing kinematics of the anticline. Furthermore, the SW limb also presents an alpine refold structure located at Muela de Anadón. The Paleozoic rocks of the anticline belong to the Asturian-Leonese Zone though its present-day macroscale arrangement is a consequence of the NW-SE Alpine folding. Besides Alpine deformation, the Paleozoic rocks show two Hercynian deformation stages recorded by meso-scale superposed folding. The latter generated a refold structure that changes east-to-west from a superposition s.s. to a simple fold amplification.

2. Planteamiento y objetivos

El Macizo de Montalbán está localizado en el extremo sudeste de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Su estructura se caracteriza por un anticlinal alpino asimétrico con orientación NO-SE. El macizo, desde el punto de vista de la Geología Estructural, constituye, a nivel de la Cordillera Ibérica, una zona con un gran interés geológico ya que presenta estructuras, a todas las escalas, relacionadas con los dos eventos de primer orden que han configurado el conjunto de la Cordillera: las orogenias Hercínica y Alpina. Por otro lado, de menor importancia pero aun así necesario, la zona de estudio es de fácil acceso asegurando así la operatividad de la misma.

Aprovechando las condiciones ya señaladas, se planteó el objetivo esencial de realizar el estudio estructural del extremo noroeste del Macizo de Montalbán centrándose en la deformación alpina y en sus efectos sobre los elementos estructurales pertenecientes a la Orogenia Hercínica. A partir de observaciones macro-, meso- y microestructurales se ha establecido un modelo geométrico, cinemático y dinámico coherente. Para ello se estipularon al comienzo de este estudio una serie de objetivos secundarios o pasos para la consecución de dicho propósito fundamental. Estos son: la realización de una cartografía geológica a escala 1:25.000, la toma de datos estructurales en campo, la elaboración de cortes geológicos y el análisis estructural del Paleozoico que aflora en el anticlinal de Montalbán (fases de deformación, tipo de pliegues, etcétera).

3. Metodología

El método de trabajo (Figura 1) que ha permitido realizar este estudio ha sido de tipo inductivo. A partir de las observaciones de campo y tras el trabajo de gabinete, se ha realizado el análisis estructural de la zona de interés.

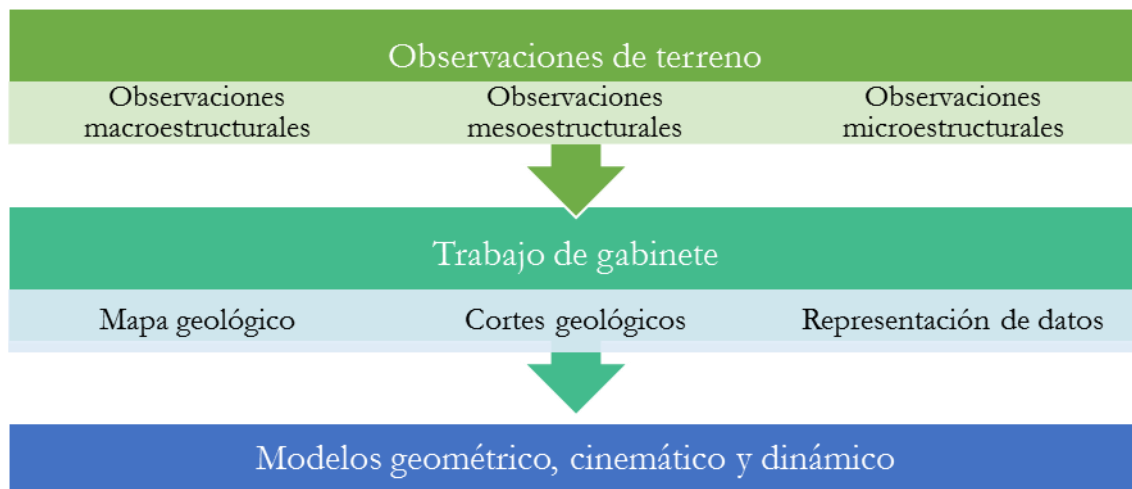


Figura 1: Diagrama de flujo que ilustra los apartados fundamentales del proceso metodológico aplicado a la realización de este Trabajo de Fin de Grado.

Las observaciones sobre el terreno se han distribuido en cinco excursiones a la zona de estudio, dos de ellas fueron anteriores a la generación de los esquemas cartográficos macroestructurales preliminares, que han servido como base para la creación del mapa geológico a escala 1:25.000 presentado en el Anexo 1; las tres restantes fueron posteriores al trabajo cartográfico inicial del extremo noroeste del Macizo de Montalbán realizado con las fotografías aéreas tomadas por el Ejército del Aire de España y la Fuerza Aérea de EEUU durante 1957. Para la realización del mapa geológico las observaciones de carácter mesoestructural se han dirigido al reconocimiento de los diferentes contactos entre los materiales que afloran en la zona, polaridad de la serie, y a la determinación de la orientación y geometría de los elementos estructurales principales (fallas y pliegues). Otras observaciones meso- y microestructurales se han concentrado en las evidencias relativas a la deformación dúctil, concretamente en los rasgos geométricos principales de los pliegues hercínicos (línea de charnela y plano axial) y en la orientación (dirección y buzamiento) de los planos de esquistosidad (Sn) y la estratificación (S0).

El trabajo de gabinete ha sido el segundo pilar de este trabajo. En primer lugar, todos los elementos geológico-estructurales observados y analizados en la zona de estudio han permitido llevar a cabo una revisión del trabajo cartográfico realizado por Martín-Fernández *et al.* (1977) y Torres (1989). El nuevo documento cartográfico derivado de este trabajo permite disponer de un único mapa geológico de detalle (1:25.000) que engloba la información relativa al extremo noroeste del Macizo de Montalbán. Por otra parte, junto a los mapas, esquemas cartográficos y el análisis de la fotografía aérea ya citados, se han realizado numerosas proyecciones estereográficas empleando el software *Stereonet*.

Otro apartado fundamental ha sido la producción de un gran corte general a escala original 1:50.000 (Anexo 2) y su restitución a dos estadios previos: uno intermedio (Anexo 3) y otro inmediatamente posterior a la sedimentación de los materiales del Terciario (Anexo 4), de edad

paleocena-eocena según Casas-Sainz *et al* (2000b). Realizar un corte a esta escala ha permitido tener en cuenta las condiciones de contorno de la zona noroeste del Macizo de Montalbán al restituirlo. Los cortes geológicos son una herramienta fundamental para la comunicación de la información relativa a las estructuras geológicas y es necesario que sean lo más aproximados a la realidad como sea posible, razón por la que se ha realizado la compensación de los cortes geológicos aquí presentados. Este procedimiento se basa en la restitución de las estructuras geológicas a una situación anterior a la deformación, y requiere un análisis de la longitud o del área de las distintas unidades geológicas y la geometría de las fallas representadas. Tal y como señalan Marshak y Woodward (1988), este procedimiento no solo permite analizar y mejorar los cortes geológicos, sino que también sirve para medir la validez de la geometría estructural en ellos presentada.

Finalmente, el estudio estructural del extremo noroeste del Macizo de Montalbán ha abarcado tres puntos de vista fundamentales: geométrico, cinemático y dinámico. El modelo geométrico ha descrito y caracterizado la deformación tanto en dos como en tres dimensiones. El modelo cinemático ha tratado la reconstrucción de la evolución de la deformación en el tiempo. Y el modelo dinámico, restringido por la falta de un estudio en profundidad de la deformación frágil en este sector, que permitiera determinar un modelo dinámico de paleoesfuerzos para la zona; se ha limitado a sugerir cuáles pudieron ser las causas principales de la deformación a escala macroestructural (movimiento de placas y campo de esfuerzos).

4. Contexto geográfico y geológico

El Macizo de Montalbán está localizado en el extremo sudeste de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, una alineación NO-SE de estructuras geológicas generadas durante la deformación alpina (por ej. Casas-Sainz *et al.*, 2000b). En esta cordillera, la zona de estudio (Figura 2) se sitúa a 76 km al sur de Zaragoza y 70 km al norte de Teruel. Este macizo está constituido predominantemente por materiales paleozoicos que en la zona de interés alcanzan altitudes superiores a 1100 m.s.n.m y que son drenados por el río Aguasvivas y sus afluentes. El paisaje del extremo noroeste del macizo está controlado por el anticlinal de Montalbán, estructura en cuyo núcleo afloran materiales sedimentarios paleozoicos, de edad Devónica y Carbonífera según Carls (1983). Según Torres (1989), los únicos materiales pérmicos reconocidos están representados por intrusiones ígneas ácidas e intermedias. El anticlinal de Montalbán presenta un perímetro fusiforme orientado según la típica dirección alpina NO-SE, de la Cadena Ibérica (Torres, 1989), y en sus flancos aparece adosada la serie mesozoica plegada con la misma orientación.

Al noreste del anticlinal de Montalbán, los materiales mesozoicos plegados dan lugar a la sucesión de un tenue sinclínorio seguido, hacia el Noreste, de un anticlinorio de geometría semejante, tal y como se puede observar en el corte geológico del estado deformado presentado en el Anexo 2. Más allá del anticlinorio aparecen los materiales paleógenos del sector suroccidental de la Cuenca del Ebro.

Al Sudeste, en el sector localizado entre las localidades de Montalbán y La Hoz de la Vieja, el núcleo paleozoico del anticlinal de Montalbán alcanza su mayor grado de exposición.

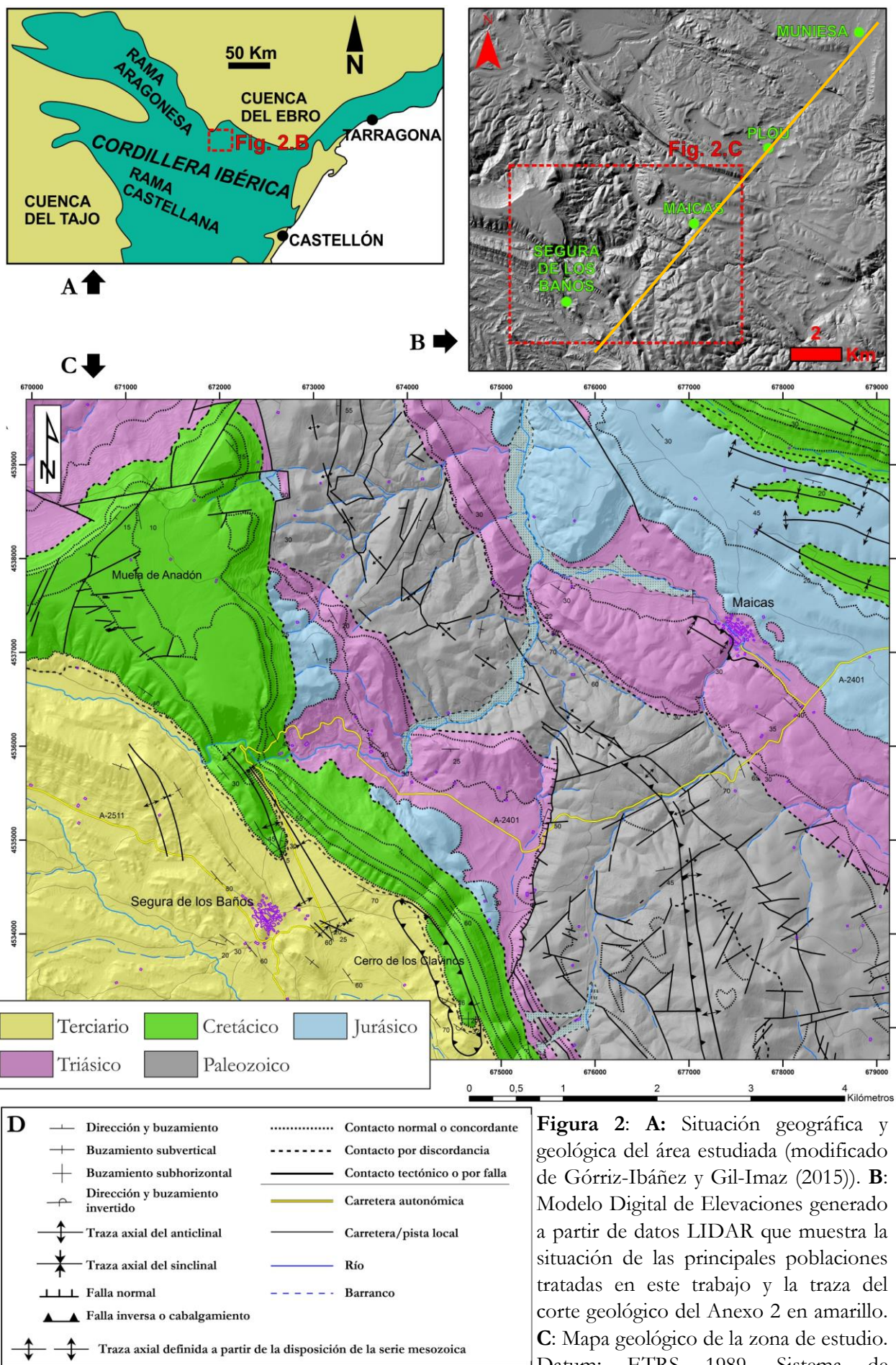


Figura 2: **A:** Situación geográfica y geológica del área estudiada (modificado de Górriz-Ibáñez y Gil-Imaz (2015)). **B:** Modelo Digital de Elevaciones generado a partir de datos LIDAR que muestra la situación de las principales poblaciones tratadas en este trabajo y la traza del corte geológico del Anexo 2 en amarillo. **C:** Mapa geológico de la zona de estudio. Datum: ETRS 1989. Sistema de coordenadas: UTM Zona 30T. **D:** Signos convencionales aplicados al mapa geológico de la figura C.

El límite meridional del anticlinal de Montalbán está marcado por la aparición de los materiales neógenos de la cuenca de Montalbán, una cuenca sedimentaria con superficie triangular y perfil sinforme, cuya zona sur está afectada por el cabalgamiento de Utrillas. En su depocentro, la potencia máxima de las unidades tectono-sedimentarias cenozoicas definidas por Casas-Sainz *et al.* (2000a) alcanza los 2570 m.

Más lejos, al Noroeste y cerca de la localidad de Herrera de los Navarros, vuelven a aflorar materiales paleozoicos. Se trata de la Unidad Herrera, una unidad geológica que constituye el flanco noreste de un anticlinal hercínico de escala kilométrica, con una dirección predominante NO-SE a NNW-SSE y vergencia NE (Casas-Sainz *et al.* 2000b). Este anticlinal está asociado con el cabalgamiento de Datos, que atraviesa su núcleo y superpone los materiales del Cámbrico-Ordovícico pertenecientes a la Unidad de Badules sobre los del Cámbrico superior-Devónico de la Unidad Herrera (Casas-Sainz *et al.* 2000b). Los materiales de la Unidad Herrera cobrarán importancia a lo largo de este trabajo, porque condicionan la existencia de los niveles de despegue profundos de la estructura aquí propuesta.

5. Estratigrafía

En el Macizo de Montalbán y sus alrededores afloran materiales pertenecientes al Cenozoico, al Mesozoico y al Paleozoico (ver Anexo 1). A continuación se presenta una breve descripción de las principales características de estos materiales.

5.1. Descripción de la serie local

Los materiales cuaternarios, con una litología de gravas, arenas y arcillas, únicamente ocupan una pequeña fracción de la superficie de estudio perteneciente a los depósitos de los ríos actuales, las terrazas y los deslizamientos de ladera. El resto de materiales cenozoicos está representado por depósitos continentales aluviales que varían desde los márgenes de la cuenca, donde abundan los conglomerados y las areniscas; hasta el centro, donde dominan las calizas y los yesos (Casas-Sainz *et al.* (2000a)). Martín-Fernández *et al.* (1977) señalan que los materiales del Eoceno se apoyan en discordancia angular sobre el Paleoceno, mientras que este último, representado por el Daniense, se encuentra en continuidad con los materiales del Cretácico Superior. La potencia máxima del Terciario en el sector sudoccidental del extremo noroeste del Macizo de Montalbán es de 650 m.

El Cretácico presenta diferencias en ambos flancos del anticlinal de Montalbán. En el flanco noreste aflora desde el Aptiense Inferior al Campaniense, apareciendo el Bedouliense limitado a base y techo por dos discordancias angulares visibles a escala cartográfica. En el flanco sudoeste no se encuentra el Aptiense inferior, apoyándose, tal y como indican Martín-Fernández *et al.* (1977), las arenas del Abiense en facies Utrillas de manera discordante sobre los pisos inferiores. Estos autores también señalan que la litología de los materiales cretácicos en la zona de estudio está representada por calizas, dolomías, margas y arcillas, y que su origen varía de medios marinos a continentales, habiéndose depositado muchos de los sedimentos en medios de lagoon y marinos poco profundos (Casas-Sainz *et al.* (2000a)). En la zona de estudio, el Cretácico muestra un espesor máximo de, aproximadamente, 500 m.

Estos mismos autores afirman que el Jurásico presenta una secuencia relativamente homogénea de calizas marinas y margas, que en algunas áreas del flanco sudoeste del anticlinal de Montalbán está ausente. Esto puede ser debido a la falta de su depósito o a una fase de erosión anterior al Albense. Martín-Fernández *et al.* (1977) distinguen una zona de transición, Lías-Keuper constituida por una potente serie de carniolas, dolomías y calizas dolomíticas de edad Retiense-Hetangiense. La potencia máxima del Jurásico en la zona de estudio es de aproximadamente 300 m.

El Triásico se divide tradicionalmente en tres facies: facies Keuper, facies Muschelkalk y facies Buntsandstein que, grosso modo, coinciden con el Triásico Inferior, Medio y Superior, en este orden. El Triásico Superior (facies Keuper) está constituido por margas, arcillas y niveles yesíferos. El Triásico Medio (facies Muschelkalk) presenta sus característicos tres niveles: dos calizo-dolomíticos, M1 y M3, y un nivel intermedio, M2, arcilloso y yesífero. El Triásico Inferior (facies Buntsandstein) está formado por areniscas con una característica tonalidad rojiza. Debido a las variaciones de espesor que presenta en Keuper, es complejo determinar la potencia general del Triásico. Sin embargo, Torres (1989) calcula un espesor máximo al sudeste del anticlinal de Montalbán de 555 m, un valor que disminuye hacia el noroeste hasta un punto en el que es complejo identificar las facies Buntsandstein.

La serie triásica descrita se apoya discordante sobre los materiales hercínicos.

Según Torres (1989), el Paleozoico del Macizo de Montalbán junto con los pequeños afloramientos de Puigmoreno (Teruel), presenta los términos más altos de la serie estratigráfica paleozoica aflorante en las Cadenas Ibéricas Orientales. En la zona de estudio está representada en superficie únicamente por materiales pertenecientes al Carbonífero y al Devónico, pues según Torres (1989), la identificación de niveles pérmicos sedimentarios no parece estar suficientemente justificada con datos reales. Torres (1989) reúne en su trabajo la localización y las características de un gran número de formaciones pertenecientes al núcleo paleozoico de anticlinal de Montalbán (columna geocronológica y mapa geológico del Anexo 1), si bien su estudio resulta complejo debido a la escasez de afloramientos, la homogeneidad de los materiales y la extensiva e intensiva deformación a la que se han visto sometidos. Según Carls (1983) el Carbonífero está representado por materiales flyschoides principalmente y alternancias de areniscas y pelitas bituminosas con intercalaciones de grauvacas, calizas detríticas, cuarcitas y algunos conglomerados. El Devónico, según Torres (1989), principalmente por areniscas, arcillas y limonitas. Respecto a la relación entre el Carbonífero y el Devónico, este último autor indica que los materiales devónicos se encuentran en contacto tectónico y, en algunas zonas, discordantes bajo las unidades carboníferas.

Hay que indicar también que el núcleo paleozoico del anticlinal de Montalbán está salpicado de intrusiones ígneas, que Torres (1989) clasifica como cuarzo-diabasas, indicando, además, que mayoritariamente aparecen como diques discordantes e irregulares en los materiales devónicos y carboníferos, aunque con escasas evidencias de metamorfismo de contacto.

5.2. Estratigrafía mecánica

La reología de los materiales es una característica determinante en los procesos de deformación tectónica, por lo que algunos autores (Currie *et al.*, 1962; Casas Sainz y Cortés Gracia, 1996;

Hickman *et al.*, 2009; Calvín-Ballester y Casas, 2014) dan importancia a un apartado de caracterización de las rocas estratificadas basándose en la variación de las propiedades físicas de los distintos niveles. En este apartado se va a realizar un acercamiento a esta distinción, centrándose en los niveles estratigráficos más propicios para el desarrollo de horizontes de despegue.

En este sector de la Cordillera Ibérica se diferencian las siguientes unidades lito-estructurales: zócalo, tegumento, niveles de despegue regional y cobertera.

El zócalo está representado por los materiales paleozoicos con un comportamiento predominantemente frágil. El Buntsandstein y el Muschelkalk constituyen el tegumento, representan el conjunto de unidades mesozoicas asociadas al zócalo con un comportamiento pasivo ante la deformación alpina. Aunque dentro del Muschelkalk se encuentra el nivel M2, un probable nivel de despegue en la cobertera mesozoica, este parece no haber jugado un papel importante en la estructura a gran escala y su control se limita a elementos de menor entidad como, por ejemplo, el cabalgamiento de Maicas.

Respecto a los niveles de despegue regional existen dos horizontes principales, el más superficial, el Keuper, se encuentra en la cobertera mesozoica y es responsable de un plegamiento poliarmónico, es decir, un plegamiento con un sistema de distintos órdenes de longitudes de onda; que afecta a los materiales suprayacentes. A mayor profundidad, en el zócalo paleozoico, algunos autores (Casas Sainz y Cortés Gracia, 1996; Calvín-Ballester y Casas, 2014) identifican dos niveles de despegue principales dentro del Paleozoico, constituidos en niveles pizarrosos silúricos y precámbricos. Entre estos niveles, estos autores reconocen a la Fm. Bádenas (columna geocronológica del Anexo 1) como un importante nivel de despegue y señalan, además, que los 1000 metros de potencia de este nivel pizarroso de edad silúrica tienen un gran potencial de desarrollo de varios horizontes de despegue y la formación de estructuras en dúplex.

6. Presentación e interpretación de los resultados

El estudio estructural se basa en los datos tomados en una superficie de unos 65 km² (Figura 2.C y Anexo 1) y en aquellos recogidos a lo largo de una transversal con dirección NE-SO y 18 kilómetros de largo, que han permitido realizar un corte geológico a escala 1:50.000 (Anexo 2).

La macroestructura representada en el mapa geológico (ver Figura 2.C y Anexo 1) muestra tres sectores principales: uno central, dominado por los materiales paleozoicos, y dos laterales, constituidos en superficie por los materiales mesozoicos del anticlinal de Montalbán. Al Suroeste se observa la zona dominada por materiales cenozoicos correspondientes a la Cuenca de Montalbán.

A gran escala y del Noreste al Suroeste a lo largo del corte geológico (Anexo 2), se reconocen los aquí denominados anticlinorio de Muniesa y el sinclinorio de Plou, así como el anticlinal de Montalbán. El sinclinorio de Plou no presenta un gran desarrollo, en términos de apretamiento o intensidad, y está caracterizado por la existencia de numerosos pliegues de menor entidad

resultados de la deformación acomodada por el Keuper, y que en superficie dan lugar a un tren de pliegues laxo (ver Anexo 2).

Todos los pliegues aquí referidos son compatibles con un eje de plegamiento general cuya dirección es NO-SE (Figura 3).

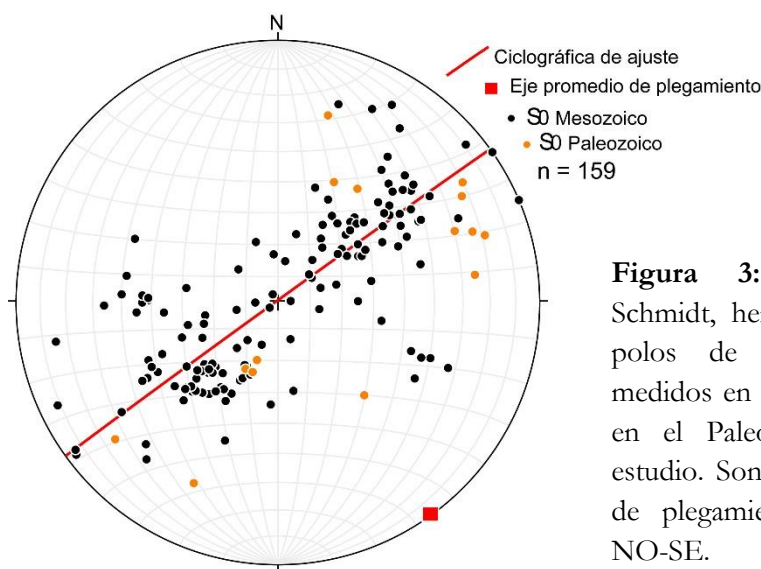


Figura 3: Estereograma (Red Schmidt, hemisferio inferior) de los polos de la estratificación (S_0) medidos en la cobertera mesozoica y en el Paleozoico de la zona de estudio. Son compatibles con un eje de plegamiento cuya dirección es NO-SE.

6.1. Estructuras alpinas

6.1.1. Cabalgamientos superior e inferior de Montalbán y anticlinal de Montalbán

El anticlinal de Montalbán, en su estado actual (ver corte del Anexo 2), está relacionado con dos grandes cabalgamientos denominados cabalgamientos superior e inferior de Montalbán.

El primero es el único cuyo plano de falla llega a aflorar en superficie y lo hace en el núcleo paleozoico, más concretamente Carbonífero, del anticlinal del que recibe su nombre (ver Anexo 2). Las características que exhibe el Paleozoico en esta zona, y el pequeño salto de falla del cabalgamiento dificultan su identificación porque, en muchos casos, pone en contacto las mismas unidades. No obstante, en el área entre los kilómetros 17 y 18 de la carretera que une Segura de los Baños y Maicas, aflora una superficie de falla que es cinemáticamente compatible con una falla inversa a la que se asocia un sinclinal de bloque inferior, que coincide con la posición cartografiada para este cabalgamiento superior (Figura 4) y que podría haberse desarrollado durante la Orogenia Alpina, o durante la Orogenia Hercínica como un pliegue-falla para después reactivarse durante la compresión alpina.

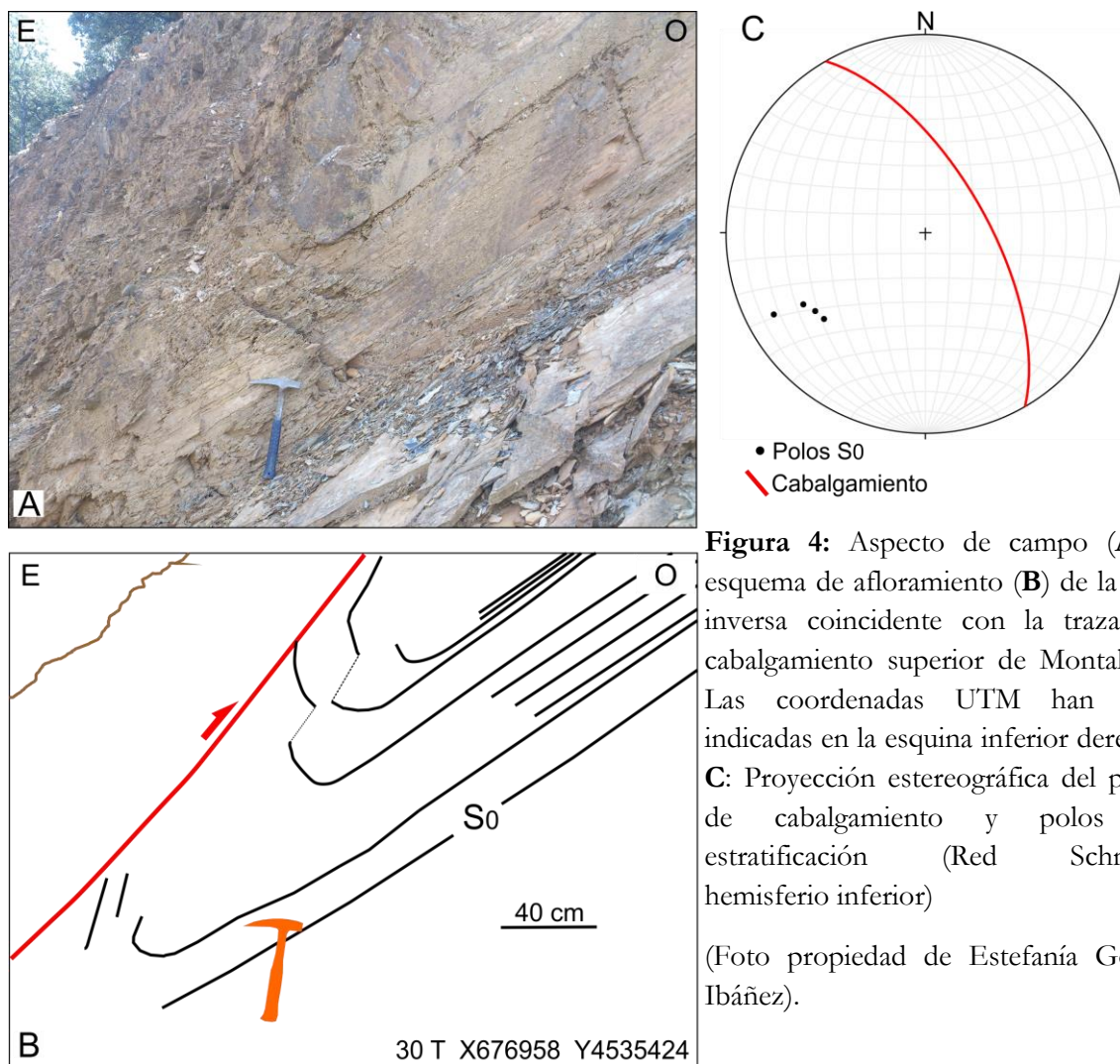


Figura 4: Aspecto de campo (A) y esquema de afloramiento (B) de la falla inversa coincidente con la traza del cabalgamiento superior de Montalbán. Las coordenadas UTM han sido indicadas en la esquina inferior derecha. C: Proyección estereográfica del plano de cabalgamiento y polos de estratificación (Red Schmidt, hemisferio inferior)

(Foto propiedad de Estefanía Górriz Ibáñez).

El segundo cabalgamiento, el cabalgamiento de Montalbán Inferior, es un cabalgamiento ciego responsable del levantamiento general del anticlinal de Montalbán y la verticalización del Terciario en la localidad de Segura de los Baños; un aspecto que será tratado en el apartado de evolución tectónica. Este cabalgamiento se puede interpretar como una falla de atajo, es decir, una falla o segmento de falla asociado al bloque inferior de falla una anterior que establece una nueva traza más corta o menos compleja. El cabalgamiento superior de Montalbán es una falla lítrica, cuyo elevado buzamiento superficial disminuye con la profundidad. En términos de esfuerzo, esto supone que la zona superior del cabalgamiento presenta una resistencia considerablemente alta al deslizamiento producido por una compresión mayoritariamente horizontal; como consecuencia, se desarrolla un *shortcut*, el cabalgamiento inferior de Montalbán (ver Anexo), con un buzamiento menor que ofrece menor resistencia y permite seguir acomodando la deformación.

6.1.2. Cabalgamiento de Maicas

Aparece en el flanco norte del anticlinal de Montalbán como un pequeño retrocabalgamiento con vergencia noreste, y es la única estructura observada en la zona de estudio que presenta una

vergencia opuesta al sistema principal. Se desarrolla a favor del nivel M2 del Muschelkalk que actúa como nivel de despegue local, presentando un desplazamiento decamétrico.

En su conjunto, el bloque superior del cabalgamiento (Figura 5) forma un pequeño anticlinal laxo en cuyo frente se observa el flanco vertical de un pliegue de arrastre (Figura 5, estereograma C) que pudo surgir de una flexión previa posteriormente seccionada en su base por el cabalgamiento (*break-thrust fold*).

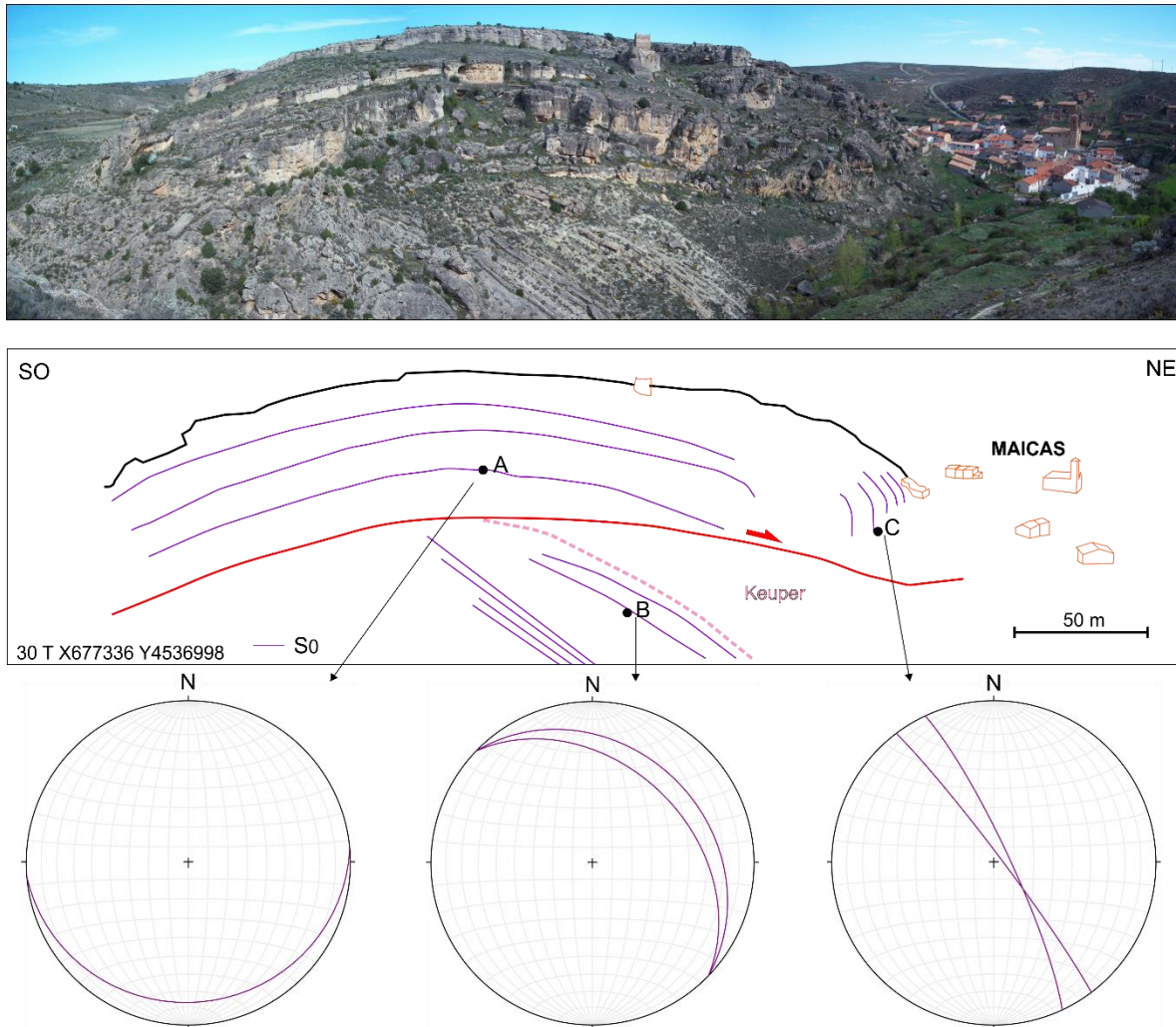


Figura 5: Cabalgamiento de Maicas. Las coordenadas UTM de la localización de la estructura han sido indicadas en la esquina inferior izquierda. A, B y C: Estereogramas (Red Schmidt, hemisferio inferior) de la estratificación medidos en los niveles de Muschelkalk señalados en diagrama superior.

6.1.3. Anticlinal sinforme del Cerro de los Clavinos

En el Cerro de los Clavinos, al sureste de la localidad de Segura de los Baños y en el flanco suroeste del anticlinal del Montalbán, se encuentra un anticlinal sinforme, o “tête plongeante” (Figura 6A y B), identificado con anterioridad por Casas-Sainz *et al.*, (2000a).

Las inmediaciones del Cerro de los Clavinos, donde se encuentran las evidencias del anticlinal sinforme, han sido objeto de un análisis intensivo a fin de delimitar la zona involucrada en esta estructura. El carácter detrítico de los materiales terciarios ha sido un aspecto clave a la hora de

determinar la polaridad de los estratos y, así, empleando criterios estratigráficos (por ej. laminación cruzada en surco, marcas de base, etc.) se ha diferenciado la serie normal de la invertida. Este es un aspecto fundamental, ya que si se analiza con detalle el corte de la figura 6 se observa que los materiales que componen el bloque superior del cabalgamiento de Montalbán están invertidos. Este análisis permite localizar el plano de cabalgamiento en la ladera oeste del Cerro de los Clavinos en algún punto entre las cotas 1.150 y 1.200.

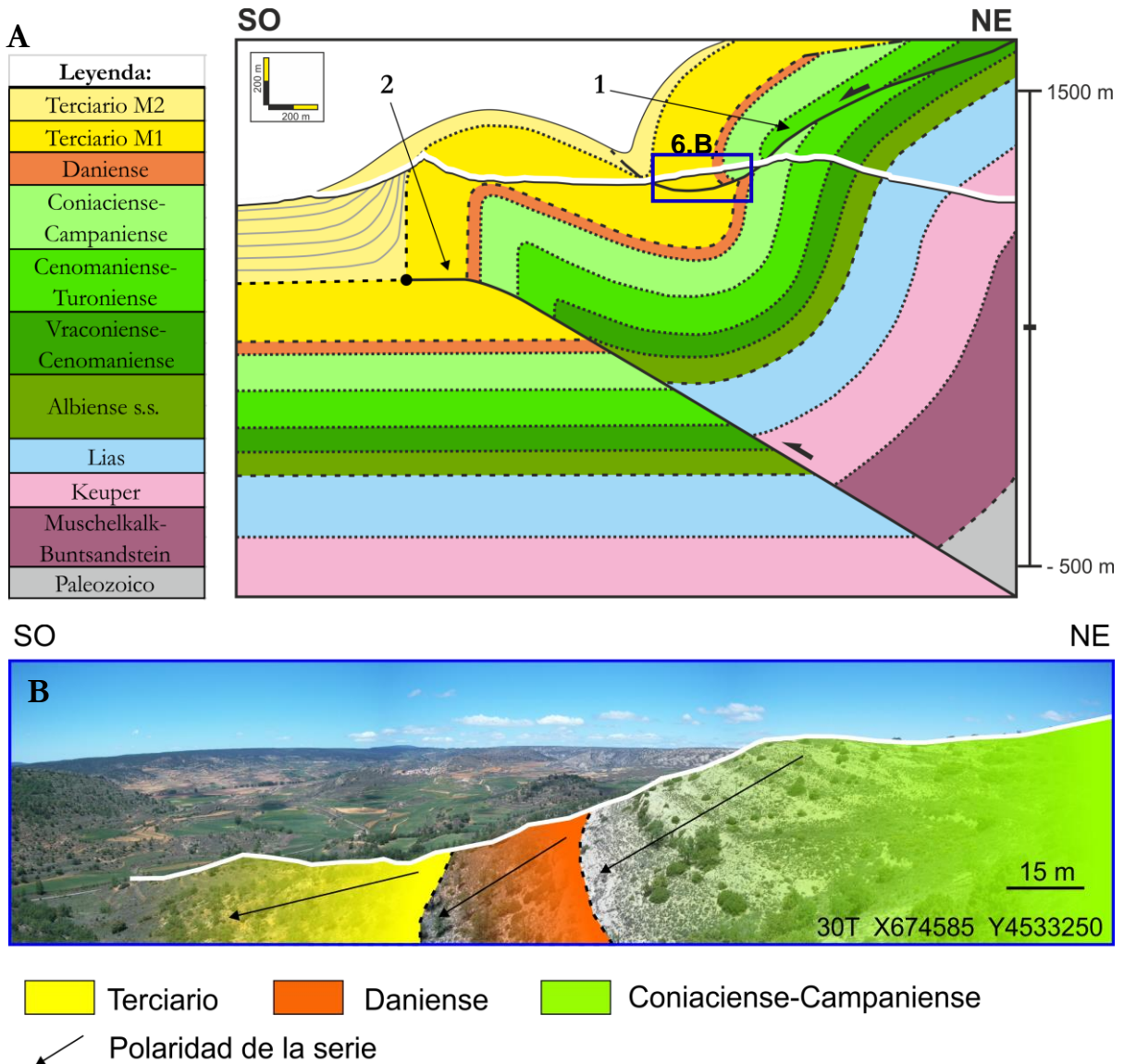


Figura 6: Anticlinal sinforme del Cerro de los Clavinos. **A:** Detalle del corte geológico que muestra la situación estructural que da lugar, en superficie, a la tête plongeante del Cerro de los Clavinos y a la verticalización del Terciario junto a Segura de los Baños. La altitud ha sido señalada en el margen derecho de la figura, la leyenda en el izquierdo. **1:** Cabalgamiento superior de Montalbán. **2:** Cabalgamiento inferior de Montalbán. **B:** Detalle de la disposición y polaridad estratigráfica en el afloramiento señalado en la figura 6.A. Las coordenadas UTM de la localización del afloramiento han sido indicadas en la esquina inferior derecha.

En el corte se han diferenciado las unidades M1 y M2 de las cinco unidades tectonosedimentarias identificadas por Casas-Sainz *et al.* (2000a) en la Cuenca de Montalbán.

Tal y como se observa en la evolución estructural del sector (ver Anexos 2, 3 y 4) esta estructura constituye la zona frontal del cabalgamiento de Montalbán que ha sido plegado y verticalizado por la acción de los cabalgamientos superior e inferior de Montalbán.

6.1.4. Interferencia de plegamiento alpino

En el extremo norte del flanco sudoeste del anticlinal de Montalbán, en la Muela de Anadón (ver mapa geológico del Anexo 1), aparece un sinclinal con eje NNE-SSO, que se superpone al de Montalbán y que conforma un tipo de superposición de pliegues flexurales de tipo 2a de Simón (2004). Este autor elabora una subdivisión de los tipos de Thiessen y Means (1989) obteniendo una clasificación más general que permite incluir los modelos clásicos de Ramsay y los específicos del plegamiento flexural. El hecho de que tanto las charnelas como los planos

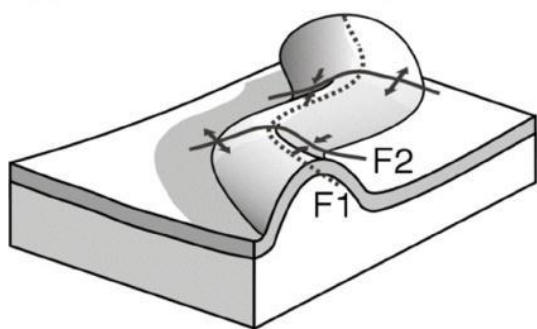


Figura 7: Superposición de pliegues tipo 2a según la clasificación de Simón (2004) (Figura tomada de Simón, 2004).

axiales se repliegan (criterios diagnósticos en la clasificación de Thiessen y Means (1989) para definir una superposición tipo 2) hace que un anticlinal de segunda fase (F2) sobre un flanco de primera fase (1F) pase a ser un sinclinal en el otro flanco (Figura 7). Tal y como señala Simón (2004), la charnela sinuosa resultante de la superposición no es la charnela del pliegue inicial deformada, sino una línea nueva creada por migración y sustitución de la charnela anterior.

6.2. Estructuras hercínicas

El núcleo del anticlinal de Montalbán es la única área de la zona de estudio en la que aflora el Paleozoico, que presenta geometrías complejas derivadas de la interferencia de estructuras hercínicas y alpinas, y cuyos materiales se encuentran, además, afectados por una densa red de fracturas que Torres (1989) relaciona con la etapa de fracturación tardihercínica.

En la zona de estudio únicamente se han podido identificar las dos primeras de las tres fases de deformación hercínicas caracterizadas por Górriz-Ibáñez y Gil-Imaz (2015), que diferencian una primera etapa de deformación (D1) con una dirección de acortamiento regional NE-SO, una segunda (D2), con dirección de acortamiento NO-SE y una tercera etapa (D3), con dirección de acortamiento ONO-ESE.

Las características que presentan estas fases en el extremo más noroccidental del Macizo de Montalbán son las siguientes (Figura 8):

Primera fase de deformación (D1)

Este evento deformacional está representado por pliegues acostados o volcados, prácticamente isoclinales, muy apretados y con una geometría próxima a la clase 3 de Ramsay (1967) (Figura 8F). Los ejes de estos pliegues tienen orientación NO-SE y una ligera inmersión hacia el NO (Figura 8C). Sus planos axiales exhiben buzamientos subhorizontales y siempre hacia el Norte. Además están acompañados por una esquistosidad de plano axial (S1), subparalela a la estratificación (Figura 8B y D) y con una orientación preferente E-O (Figura 8C). A escala microscópica, (Figura 8D) la esquistosidad S1 está definida por bandeados mineralógicos submilimétricos, compuestos por filosilicatos y cuarzo. Según Górriz-Ibáñez y Gil-Imaz (2015) los mecanismos responsables de esta esquistosidad son la recrystalización (presencia de filosilicatos idiomorfos paralelos a la traza de la esquistosidad) y la deformación intracrystalina (existencia de cristales de cuarzo elongados con extinción ondulante), ambos asociados a una deformación interna muy intensa relacionada con el aplastamiento dúctil.

Segunda fase de deformación (D2)

Esta fase se superpone a la D1 y está generalmente caracterizada por pliegues vergentes o volcados, aplastados y con una geometría semejante a la clase 1B de Ramsay (1967) (pliegues isopacos) (Figuras 8E y 8G), o 1C en aquellos que presentan cierto engrosamiento en la charnela debido al aplastamiento. Los ejes de estos pliegues tienen orientación media NE-SO e inmersión NE (Figura 8C). Sus planos axiales tienen buzamiento variable en el rango 30-60° con vergencia oeste. Górriz-Ibáñez y Gil-Imaz (2015) identifican una esquistosidad discontinua de crenulación (S2) asociada a la segunda etapa de deformación y afectando a la S1, sin embargo dicha esquistosidad no ha podido ser identificada en la zona de estudio.

Superposición de los pliegues

En cuanto a la superposición de los pliegues de ambas fases de deformación, empleando la clasificación de Ramsay (1967) para pliegues de aplastamiento, los valores de los ángulos α (ángulo entre los ejes de ambas familias de pliegues) y β (ángulo entre el polo del plano axial de la primera familia y el “transporte tectónico” de la segunda), permite asignarlos a pliegues de Tipo 1. Por otro lado, empleando la clasificación de Grasemann *et al.* (2004), en la que se incorporan tipos intermedios a los descritos por Ramsay (1967), se concluye que esta superposición se encuentra en un punto entre dos tipos de plegamiento intermedios, entre 3-0₂ y 0₂-0₃. Esta contradicción aparente será analizada en el apartado de discusión

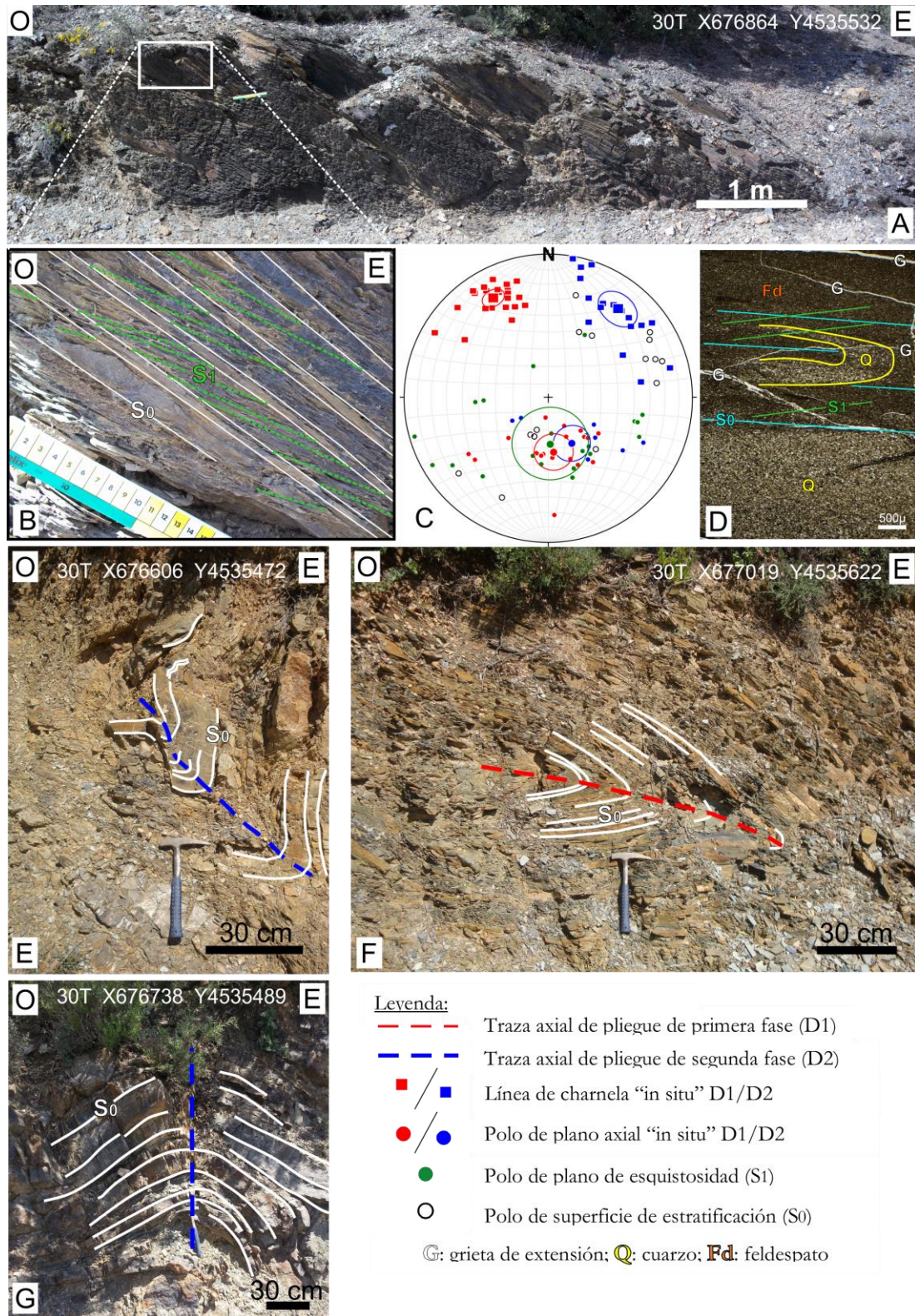


Figura 8: A: Aspecto de campo de las estructuras hercínicas afloramiento paleozoico. B: Detalle de la relación estratificación (S0) – esquistosidad (S1). C: Estereograma (Red Schmidt, hemisferio inferior) de los elementos estructurales principales medidos los afloramientos paleozoicos en ambos flancos del anticlinal de Montalbán. D: Microfotografía de una arenita de edad carbonífera en la que se observa la esquistosidad de primera fase (S1) afectando a una grieta cuarcítica. E: Pliegue de segunda fase (D2) con la charnela ligeramente engrosada por aplastamiento y afectado por un plegamiento posterior. F: Pliegue de primera fase (D1) con plano axial subhorizontal. G: Pliegue isopaco de segunda fase (D2).

6.3. El efecto de la deformación alpina en el zócalo

Un aspecto estructural interesante desde un punto de vista cinemático es la determinación de la orientación original de las estructuras afectadas por etapas de deformación posterior. En el caso estudiado, esta investigación se ha centrado en la reconstrucción de los pliegues hercínicos de las dos etapas identificadas. La figuras 9A y B ilustran los resultados de este proceso.

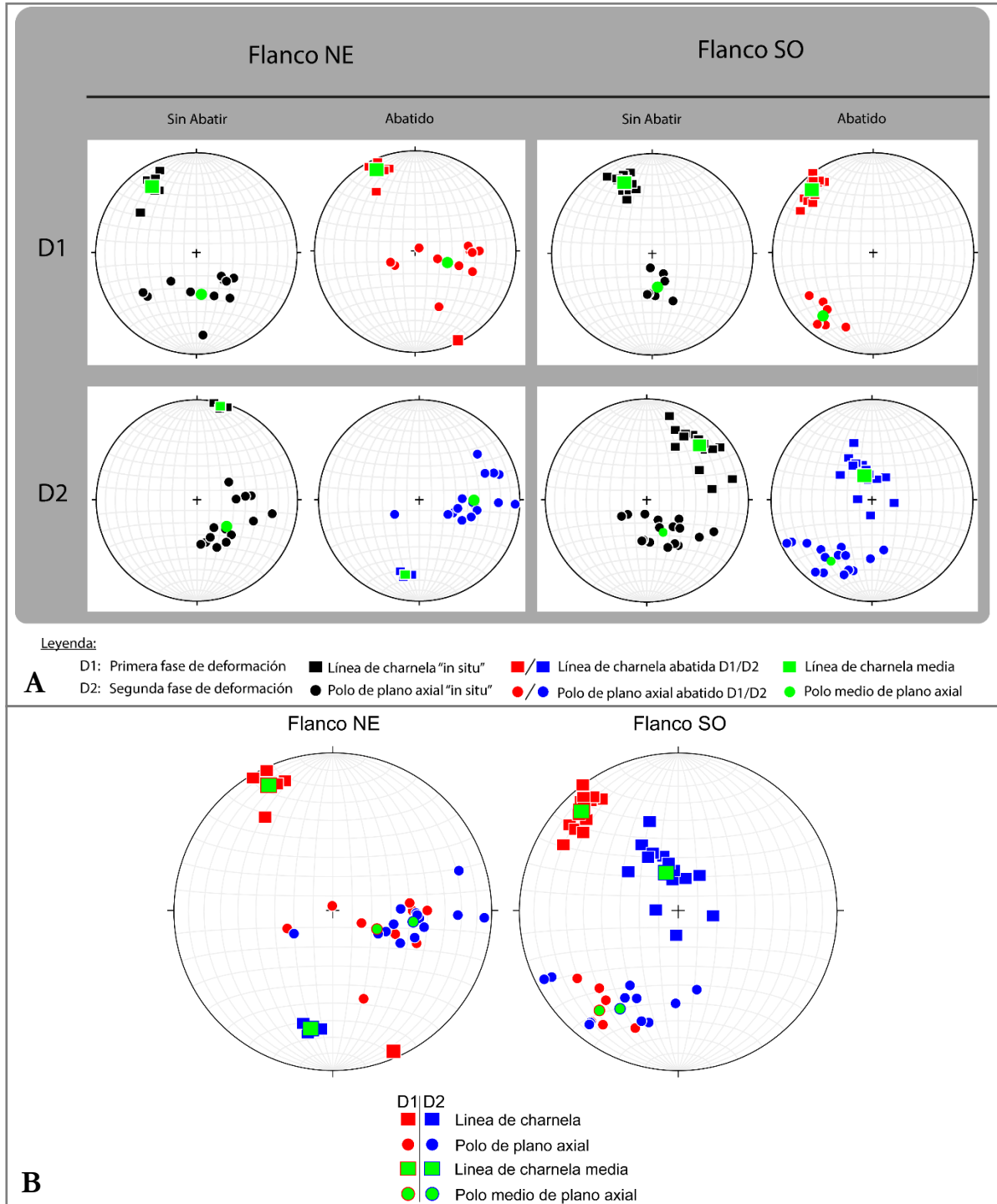


Figura 9: A: Presentación y restitución de los elementos estructurales principales (líneas de charnela y polos de planos axiales) de los pliegues paleozoicos pertenecientes a la primera (D1) y segunda fase (D2) de deformación hercínica. **B:** Distribución por flancos del anticlinal de Montalbán de la disposición de los pliegues hercínicos en un estadio anterior a la Orogenia Alpina.

Analizando los datos presentados en la figura 9A es posible concluir que la orogenia alpina produce una variación de la orientación de los elementos estructurales de ambas fases de deformación, que depende del flanco del anticlinal de Montalbán en el que se encuentren: mientras que en el flanco noreste no se aprecia una variación significativa de orientación de las líneas de charnela pero sí de los planos axiales que se disponen en una orientación próxima a N-S, en el flanco sudoeste, la orogenia causa un cierto giro antihorario de los elementos de la etapa D1 y, en relación a la etapa D2, una reducción considerable de la inmersión de las líneas de charnela y de los planos axiales de los pliegues, pasando de una orientación NO-SE a otra próxima a E-O.

En resumen, la deformación alpina altera la disposición de los elementos estructurales de estos pliegues al aumentar ligeramente la inmersión de las líneas de charnela de la primera fase de deformación (D1) y disminuir la de segunda fase (D2).

7. Discusión

De forma general, en este estudio se concluye que el anticlinorio de Muniesa, el sinclinorio de Plou, el anticlinal de Montalbán y la morfología general del extremo noroeste del Macizo de Montalbán son el resultado de la existencia de dos grandes pliegues de propagación de falla (los anticlinales de Montalbán y Muniesa) formados en los extremos de dos cabalgamientos (cabalgamiento superior de Montalbán y cabalgamiento de Muniesa), en las áreas en las que el desplazamiento queda amortiguado de forma dúctil (Anexo 2). Ambos cabalgamientos tienen su nivel de despegue en los materiales de edad silúrica de la Fm. Bádenas, a aproximadamente 7 km bajo el nivel del mar.

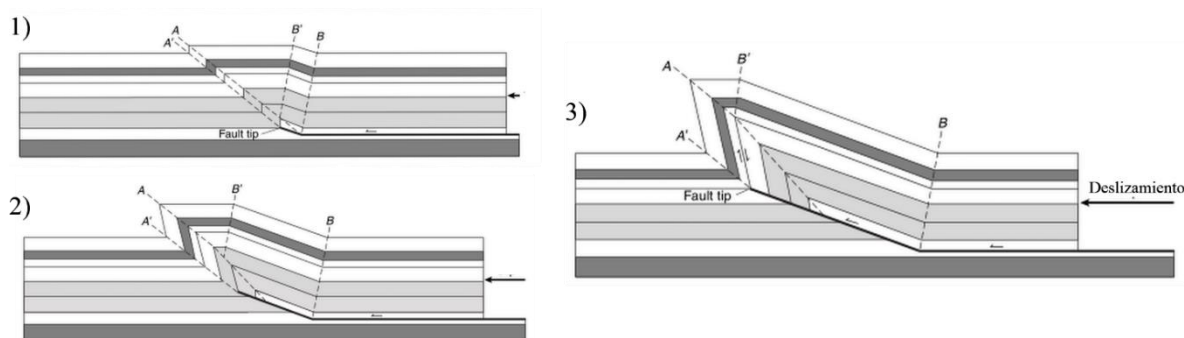


Figura 10: Modelo secuencial de la evolución de un pliegue de propagación de falla. Fault tip: límite de la superficie de falla en el que el desplazamiento se vuelve nulo. Modificado de Marshak y Wilkerson (2004).

En los pliegues de propagación de falla (Figura 10) Hill *et al.* (2014) señalan que la geometría y nivel de deformación son controlados por la absorción de desplazamiento del cabalgamiento que los forma. Conforme la falla se propaga hacia la superficie atravesando los distintos estratos, estos se deforman generando anticlinales, pares de anticlinales-sinclinales o monoclinales, que acomodan el acortamiento generado. Estos autores también indican que la cantidad de deformación depende de la competencia de los materiales, la distancia entre estos y la falla y la

velocidad de propagación de la falla. A este respecto, Davis *et al.* (2012) subrayan que la intensidad de la deformación aumenta conforme la falla se propaga.

Los anticlinales de Muniesa y Montalbán, debido a su origen, no son simétricos y presentan la misma vergencia que los cabalgamientos que los forman, hacia el Sudoeste. En profundidad, los pliegues de propagación aparecen sobre la rampa de sus respectivos cabalgamientos como anticlinales de bloque superior, mientras que el bloque inferior no se ve deformado.

Por otro lado, existen diferentes aspectos de la investigación que han estado condicionados por una serie de limitaciones derivadas de la naturaleza de este trabajo y con el objeto de dar a conocer la validez interna del mismo es necesario aclarar ciertos aspectos que atañen tanto a la Orogenia Alpina como a la Hercínica.

7.1. Deformaciones alpinas

Nivel de despegue en la Fm. Bádenas

La hipótesis de un nivel de despegue regional en la Fm. Bádenas se apoya en el carácter incompetente de esta formación, así como en el gran espesor y extensión lateral de la misma, que permite explicar, por ejemplo, el acortamiento mediante un sistema dúplex entre el cabalgamiento superior de Montalbán y el de Muniesa. En este sentido, Calvin-Ballester y Casas (2014) ponen de manifiesto la predisposición de esta formación pizarrosa para la generación de grandes niveles de despegue y sistemas de cabalgamiento de orden menor. Además de este nivel de despegue, otra parte del acortamiento ha podido ser acomodado, o condicionado, por otros niveles de despegue como las pizarras del Proterozoico Superior-Cámbrico o pequeños niveles de despegue Cámbrico-Silúricos.

Buzamiento de los cabalgamientos

El criterio de rotura de Coulomb-Navier (también llamado criterio de rotura de Mohr-Coulomb) explica, mecánica y geoméricamente, la existencia de cabalgamientos con buzamientos entre 10° y 30°, y superficies de cabalgamiento con mayor inclinación, como el cabalgamiento superior de Montalbán presentado en este trabajo, son generalmente interpretadas como cabalgamientos oblicuos o fallas normales invertidas. Sin embargo, los modelos análogos y numéricos desarrollados por Barrier *et al.*, (2002), así como su aplicación en los cabalgamientos existentes en los alrededores de la cuenca de Montalbán y del sinclinal del Alto Tajo, permiten explicar la existencia de cabalgamientos con buzamientos altos ($\approx 60^\circ$) cuando la relación (R) entre la ratio de sedimentación en el bloque inferior y el acortamiento es alta ($R \geq 1$). Aunque en este estudio no se haya profundizado en la relación tectónica-sedimentación, las conclusiones obtenidas por Barrier *et al.*, (2002) permiten afirmar que la existencia de cabalgamientos con buzamientos elevados en los límites de cuenca no son, necesariamente, el resultado de un proceso de inversión de fallas normales anteriores sino, de un proceso transpresivo o tectónico-sedimentario complejo.

Proceso de restitución del corte geológico

El corte geológico presentado en este trabajo (ver Anexo 2) ha sido compensado, es decir, es compatible con el estilo estructural de la zona de estudio y es geoméricamente correcto, lo que

permite obtener una solución cinemática realista y viable. Las restituciones parciales (ver Anexos 3 y 4) se han realizado a través de una compensación por longitudes, asumiendo que la deformación se produce a volumen constante y que las variaciones de espesor del Keuper y otros niveles de despegue, durante la deformación, se ven equilibradas entre sí.

Por otro lado, el proceso de restitución de los pliegues hercínicos a un estadio anterior a la orogenia alpina (Figura 9) constituye una tentativa, ya que debido al grado de deformación que presenta el Paleozoico y el pequeño número de afloramientos de la zona de estudio, la fiabilidad de los datos disminuye conforme nos alejamos de la base del Triásico inferior, nivel que ha sido abatido para la restitución de los pliegues. Sin embargo, el resultado es interesante por poder conocer la orientación de los grandes pliegues antes de su deformación alpina y manifiesta que aunque sin producir grandes variaciones, de las dos fases de deformación aquí identificadas, la segunda ha sido la más desviada por la orogenia alpina, probablemente debido a la relación entre las características de los ejes de plegamiento (dirección e inmersión) hercínicos y alpino.

7.2. Deformaciones hercínicas.

Superposición de las fases de deformación hercínica

Inmediatamente al sur de la zona de estudio, los autores Górriz-Ibáñez y Gil-Imaz (2015) identifican una superposición de plegamiento de tipo 3 de Ramsay (1967). Sin embargo, aquí, esta superposición pasa a ser de tipo 1 y si se aplica un método de clasificación más complejo, como el de Grasemann *et al.*, (2004), se concluye que la interferencia se encuentra en un punto medio entre los tipos 3 y 0₃. Además existe una diferencia entre el flanco noreste y el sudoeste. En el primero la superposición se clasifica como un tipo intermedio entre 3-0₂ y 0₂-0₃. En el segundo, es claramente de tipo 0₂-0₃. Su significado estructural es el siguiente: en el extremo noroeste del anticlinal alpino de Montalbán, las fases de plegamiento hercínicas, D1 y D2, que constituyen una superposición tipo 3 de Ramsay (1967) en la zona central, varían sus relaciones angulares hacia un escenario en el que deja de producirse una superposición en sentido estricto y se transforma en una amplificación de los pliegues de primera fase (D1) con su máximo en el flanco sudoeste (Tipo 0₂-0₃ de Grasemann *et al.*, (2004)), causada por el desarrollo continuado de estructuras semejantes en ambas fases de deformación. Esta evolución puede corresponder a dos causas: a una variación en el grado de aplastamiento debida a una deformación heterogénea de la primera fase de plegamiento (D1) o a la presencia de un pliegue de primera fase con geometría oroclinal, una geometría no coaxial. La identificación de la causa principal precisaría de un análisis más profundo de la geometría del plegamiento hercínico en esta área, y de los mecanismos principales de deformación a escala microscópica (rotación frente a aplastamiento).

La ausencia de afloramientos extensos que permitirían visualizar los efectos de esta superposición dificulta la verificación de esta hipótesis. Sin embargo, empleando el código base para Matlab creado por el Dr. Martin Schöpfer (Dpto. De Geodinámica y Sedimentología de la Universidad de Viena), es posible ilustrar los patrones de interferencia existentes en ambos flancos del anticlinal de Montalbán (ver Anexo 5) y comprobar cómo en el flanco noroeste domina la interferencia s.s. y en el sudoeste, la amplificación de los pliegues de primera fase (D1).

Tercera fase de deformación Hercínica

El no haber identificado la tercera fase (D3) de deformación definida por Górriz-Ibáñez y Gil-Imaz (2015) no prueba su inexistencia y es posible que su ausencia se deba a la relación entre los afloramientos, las características de esta fase y su menor representatividad. Estos autores señalan que la tercera fase de deformación está caracterizada por pliegues con orientación NE-SO y conviene resaltar que los afloramientos paleozoicos de la zona de estudio se alinean paralelamente a la carretera que une Maicas y Segura de los Baños, que tiene la misma dirección NE-SO. Por lo tanto, este paralelismo puede ser en gran medida responsable de la dificultad para reconocer la tercera fase de deformación.

7.3. Aspectos geodinámicos

Finalmente, coincidiendo con Górriz-Ibáñez y Gil-Imaz (2015), se puede afirmar que dentro del contexto geodinámico hercínico, la deformación descrita es similar a la de los afloramientos paleozoicos de la Zona Asturoccidental-Leonesa, una de las seis zonas en las que está dividido el Macizo Hercínico Ibérico.

Por otra parte, las características macroestructurales alpinas son coherentes con un modelo dinámico en el que la orientación de σ_1 (vector del esfuerzo compresivo principal) haya sido NE-SO. Tiene sentido afirmar que, al formar parte de la Cadena Ibérica, los grandes elementos estructurales existentes en el extremo noroeste del Macizo de Montalbán fueron originados por el acercamiento entre las placas Africana, Ibérica y Europea, si bien en el Macizo de Montalbán la trayectoria de σ_1 pudo haber sido parcialmente desviada por las grandes fallas heredadas de la tectónica de desgarre tardihercínica, que según Liesa *et al.* (2004) exhiben direcciones NO-SE y NE-SO.

8. Evolución tectónica alpina del Macizo de Montalbán: modelo cinemático propuesto

Conviene recordar que aunque la zona de estudio ha registrado la orogenia Hercínica y la Alpina, este trabajo únicamente se centra en la compresión terciaria y en cómo esta alteró la disposición de elementos geológicos anteriores.

Conforme a los trabajos de Álvaro *et al.* (1979), Casas *et al.* (2000b), Salas *et al.* (2001), Liesa *et al.* (2004), entre otros muchos, la Cordillera Ibérica es una cadena formada durante la orogénesis Terciaria en el interior de la Placa Ibérica, como consecuencia de la inversión tectónica positiva de una serie de cuencas sedimentarias mesozoicas integradas en la Cuenca Ibérica. Estos mismos autores señalan que el proceso de rifting comenzó hacia el Pérmico Medio-Superior en el marco de la fragmentación continental de Pangea, y puede dividirse en dos grandes ciclos, cada uno de los cuales incluye un estadio de rift y otro de post-rift.

Todos los autores coinciden en indicar el régimen tectónico en la Cuenca Ibérica cambió de extensional a compresivo hacia el tránsito del Mesozoico al Terciario. La compresión, que afectó tanto al basamento paleozoico como a la cobertera mesozoica y a los depósitos terciarios, produjo la inversión positiva de las cuencas mesozoicas (Liesa *et al.*, 2004) y la generación de nuevos cabalgamientos (Barrier *et al.*, 2002).

Estadio I (Anexo 4)

El modelo cinemático que aquí se presenta comienza en el límite Eoceno-Paleoceno, donde una discordancia angular, que puede seguirse a lo largo de toda la zona de estudio, permite suponer que al depósito de los materiales eocenos en esta área, el plegamiento debido a la Orogenia Alpina ya se había iniciado y el Daniense (Paleoceno Inferior) ya había sido deformado. Como se puede observar en el Anexo 4, en este momento la cobertera mesozoica ya se había comenzado a elevar y había sido erosionada en lo que llegará a ser el anticlinal de Montalbán. En este primer estadio solamente actúan los cabalgamientos de Muniesa y superior de Montalbán, y los pliegues de propagación de falla están poco desarrollados. Además, entre los dos anticlinales, en la zona cercana a la localidad de Plou, comienzan a desarrollarse pliegues muy laxos que colaboran en la acomodación de la deformación.

Estadio II (Anexo 3)

En esta etapa la orogenia continúa, pero el cabalgamiento superior de Montalbán ha alcanzado un buzamiento suficientemente elevado como para impulsar el desarrollo de un *shortcut* en su bloque inferior, el cabalgamiento inferior de Montalbán. A partir de este momento, el acortamiento es acomodado principalmente por este nuevo cabalgamiento. En superficie, continúa el desarrollo del anticlinal de Muniesa y el de Montalbán y, entre ambos, en el sinclinatorio de Plou, se desarrollan nuevos pliegues que afectan a la cobertera mesozoica y que tienen su origen en pequeños despegues intra-keuper, disarmónicos con respecto a los grandes cabalgamientos inferiores.

Gracias al afloramiento de un abanico de capas en la ladera oeste del Cerro de los Clavinos (Figura 6) constituido por materiales terciarios, de edad paleocena-eocena inferior según Casas-Sainz *et al* (2000b), es posible indicar que el inicio del levantamiento del anticlinal de Montalbán se produjo durante esa época. Actualmente, la serie sintectónica se encuentra invertida (Figura 6B) debido al desarrollo y apretamiento del propio anticlinal o por la acción del segundo cabalgamiento introducido en este apartado, el cabalgamiento Inferior de Montalbán.

Estadio III (Anexo 2)

En este estadio, el correspondiente a la actualidad, el acortamiento debido a la Orogenia Alpina y acomodado fundamentalmente por el cabalgamiento inferior de Montalbán ha supuesto el levantamiento del anticlinal de Montalbán y el apretamiento general de la estructura. A mayor profundidad, en la Fm. Bádenas, este apretamiento es responsable del desarrollo de un sistema de dúplex que, además de acomodar el desplazamiento, eleva el anticlinal de Montalbán y el sinclinatorio de Plou. Por otro lado, el desplazamiento en el frente de cabalgamiento ha supuesto la verticalización del terciario en los alrededores de la localidad de Segura de los Baños (Figura 11.1). La erosión del relieve emergente y el depósito de parte del Terciario son coetáneos con este levantamiento, y generan así el abanico de capas que se observa en el extremo sudoeste del corte geológico de la figura 6 y en la figura 11.

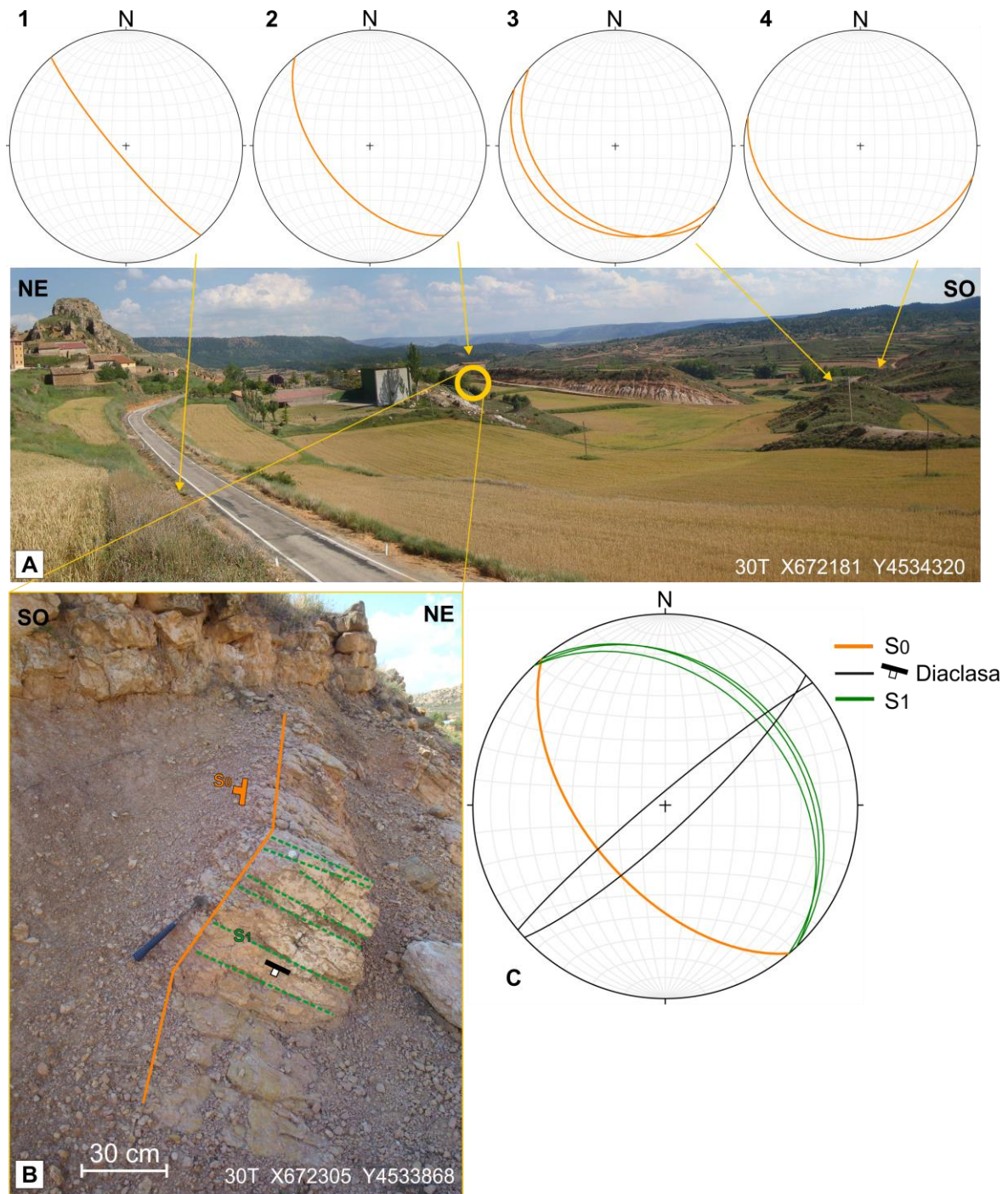


Figura 11: **A:** Abanico de capas en materiales terciarios junto a la localidad de Segura de los Baños. **B:** Detalle de un nivel de conglomerados y areniscas de edad terciaria con esquistosidad de disolución poco penetrativa. **C:** Estereogramas (Red Schmidt, hemisferio inferior) de los elementos estructurales medidos en la figura B. **1, 2, 3 y 4:** Estereogramas (Red Schmidt, hemisferio inferior) de la estratificación (S0) de los distintos niveles del abanico. Las coordenadas UTM de la localización de los afloramientos han sido indicadas en la esquina inferior derecha.

En relación al acortamiento total, es posible determinar un rango de 1.4 – 5.1 kilómetros, donde el valor mínimo corresponde a la cobertera mesozoica y el valor máximo, al Paleozoico, concretamente a la Fm. Bádenas. Analizando la forma de la loose-line (Anexos 2, 3 (en azul) y 4(en morado), es posible afirmar que el acortamiento se ha acomodado a través de una cizalla

mixta; una combinación de cizalla pura (deformación coaxial) y cizalla simple (deformación rotacional), con cierta inhomogeneidad de base a techo de los cabalgamientos. Localmente el acortamiento se traduce en el desarrollo de esquistosidad de disolución en las unidades basales de la serie sintectónica (Figura 11B, C).

9. Conclusions

The Montalbán anticline is a Paleocene-Lower Eocene, NW-SE-trending, west-verging, Alpine, fault-propagation fold that emerges from a detachment level located within the Silurian shales of the Bádenas Formation.

The occurrence of steeply dipping thrusts is not necessarily a consequence of the inversion of previous normal faults but the result of a transpressional regime and/or a complex tectono-sedimentary process.

The maximum Alpine shortening within the Paleozoic rocks of the Bádenas Fm. is around five kilometres and it was accommodated upwards by complex shearing processes. Alpine compression promoted the generation of a shortcut in the southwest limb and a basement duplex that as a whole lifted and tightened the overall structure.

The limbs of Montalbán anticline show three large Alpine structures two of which (the *Maicas* Thrust and the *Cerro de los Clavinos* synformal anticline) are coherent with the main folding process, while the third (the *Muela de Anadón* syncline) is an evidence of an Alpine Type 2a refold structure [terminology from Simón (2004)].

The studied Paleozoic rocks belong to the Asturian-Leonese Zone and its present-day macro-scale arrangement is a consequence of the NW-SE Alpine folding which changed the attitude of the Hercynian structural elements, slightly increasing the plunge of the D1-hinge lines and lowering the plunge of the D2-hinge lines.

The Paleozoic core of the Montalbán anticline shows two Hercynian deformation stages which generated a Ramsay Type 1 refold structure. However, a thorough analysis reveals a variation between the northeast limb, where a Type 3-0₂ superposition s.s takes place, and the southwest limb where the fold interference is a Type 0₂-0₃ fold amplification [terminology from Grasemann *et al.* (2004)].

10. Bibliografía

- Álvaro, M., Capote, R., y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14(1), 172-177.
- Barrier, L., Nalpas, T., Gapais, D., Proust, J. N., Casas, A., y Bourquin, S. (2002): Influence of syntectonic sedimentation on thrust geometry. Field examples from the Iberian Chain (Spain) and analogue modelling. *Sedimentary Geology*, 146(1): 91-104.

- Calvín-Ballester, P., y Casas, A. (2014): Folded Variscan thrusts in the Herrera unit of the Iberian Range (NE Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 394(1): 39-52.
- Carls, P. (1983): La Zona Asturoccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. En: *Libro Jubilar, J.M. Ríos. Geología de España, Tomo III*, (J. Comba, ed). IGME, Madrid, 11-32.
- Casas Sainz, A. M. y Cortés Gracia, Á. L. (1996): Cabalgamientos plegados en el macizo hercínico de la Sierra de Herrera (Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 19: 1–4.
- Casas-Sainz, A. M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D., y Nalpas, T. (2000a): Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain Montalbán Basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta*, 13(1): 1-17.
- Casas-Sainz, A. M., Cortés-Gracia, A. L. y Maestro-González, A. (2000b): Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: Origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics*, 19: 258–289.
- Currie, J.B., Patnode, A.W., y Trump, R.P. (1962). Development of folds in sedimentary strata. *Geological Society of America Bulletin*, 73: 655–674.
- Davis, G. H., Reynolds, S. J., y Kluth, C. (2012): *Structural Geology of Rocks and Regions*. John Wiley and Sons, New York, 839 p.
- Górriz-Ibáñez, E. y Gil-Imaz, A. (2015): Las deformaciones hercínicas del Macizo de Montalbán (Teruel) en su sector NW (La Hoz de la Vieja – Maicas). *Geogaceta*, 58. (En prensa).
- Grasemann, B., Wiesmayr, G., Draganits, E., y Füsseis, F. (2004): Classification of refold structures. *The Journal of Geology*, 112: 119-125.
- Hickman, R., Varga, R. y Altany, R. (2009): Structural style of the Marathon thrust belt, West Texas. *Journal of Structural Geology*, 31(9): 900-909.
- Hill, N., Surpless, B., Schauer, R. y Mlella, M. (2014): Analysis of finite fold geometry and variations in strain based on structural position: a case study from the Stillwell Anticline, West Texas. En: *GSA Annual Meeting in Vancouver, Columbia Británica*.
- Liesa, C.L., Casas, A.M., Soria, A.R., Simón, J.L. y Meléndez, A. (2004): Estructura extensional cretácica e inversión terciaria en la región Aliaga-Montalbán. En: *Itinerarios Geológicos por Aragón, Geo-Guías 1* (F., Colombo, C.L. Liesa, G. Meléndez, A. Pocoví, C. Sancho y A.R. Soria, eds.). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, Zaragoza, 151-180.
- Marshak, S., y Wilkerson, M.S. (2004): Fold-thrust belts—an essay. En: *Earth Structure* (van der Pluijm, B.A. y Marshak, S., eds.). W.W. Norton & Company, Inc., Nueva York, 444-474.
- Marshak, S., y Woodward, N. (1988): Introduction to cross-section balancing. En: *Basic methods of structural geology* (Marshak, S., & Mitra, G., eds.). Prentice Hall, New Jersey, 303-332.
- Martín Fernández, M., Canerot, J. y Linares-Rivas, A. (1977). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 492 (Segura de los Baños) y memoria*. IGME, Madrid, 26 p.
- Ramsay, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill Company, New York, 568 p.

Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., y Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian chain). *Peri-Tethys Memoir*, 6, 145-185.

Simón, J.L. (1990) Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8: 123-129.

Simón, J.L. (2004): Superposed buckle folding in the eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Structural Geology*, 26: 1447-1464.

Thiessen, R. L., y Means, W. D. (1980). Classification of fold interference patterns: a reexamination. *Journal of Structural Geology*, 2(3): 311-316.

Torres, J.A. (1989): *Estudio petrológico, geoquímico y de aprovechamiento industrial del magmatismo calco-alcalino, Stephaniense-Pérmico, en el anticlinal de Montalbán (Provincia de Teruel)*. Tesis de Licenciatura. Inédita, Univ. De Zaragoza, 528 p.